

ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA DEL SUBSUELO Y DE LOS EFECTOS DE SITIO EN CHILPANCINGO GUERRERO, MÉXICO¹

Andrés Gama García², Alonso Gómez Bernal³ y Jorge Aguirre González⁴

Resumen: Se estimó la estructura estratigráfica de los depósitos sedimentarios profundos en el valle de Chilpancingo Guerrero, México, y la variación de la velocidad de las ondas de cortante con la profundidad. Se realizaron mediciones simultáneas de microtemores a partir de arreglos de sismómetros en dos sitios del valle. Para determinar las curvas de dispersión de la velocidad de fase de las ondas superficiales se utilizó el Método de Autocorrelación Espacial, SPAC, en un rango de frecuencias de 0.37 a 8.0 Hz. Los efectos de sitio se estimaron al usar la técnica del cociente espectral suelo sedimentario/roca, y la técnica del cociente espectral H/V. Cuando se comparan las funciones de transferencia de los modelos estratigráficos, que se extienden hasta 355 m de profundidad, con las observadas de acelerogramas de sismos, se muestra la eficacia del método SPAC usado en este trabajo para estimar el perfil del subsuelo. Se encuentra que la amplificación más importante en el valle se concentra en un intervalo de 2 a 3 s. Los resultados sugieren un fuerte efecto 2D de las irregularidades de la geología profunda.

Palabras clave: efectos de sitio, funciones de transferencia, microtemores, método H/V, SPAC.

STUDY OF THE SUBSOIL STRUCTURE AND SITE EFFECTS IN CHILPANCINGO, GUERRERO, MEXICO

Abstract: The geological structure of the deep sedimentary deposits in the valley of Chilpancingo and the variation of the shear wave velocity with depth were determined. Simultaneous measurements of microtremors from array of seismometers were taken in two sites in Chilpancingo, the capital of the State of Guerrero, Mexico. The Spatial Autocorrelation Method, SPAC, was used to determine the dispersion curves of the phase velocity of the surface waves in a range of frequencies between 0.37 and 8.0 Hz. Site effects using the spectral ratio technique in sedimentary soil/rock as well as the H/V spectral ratio were estimated. The effectiveness of the method used in this study became glaring on comparison of the transfer functions of the geological models of up to 355 meters deep with the observed by accelerograms recorded. The result suggests that the most important amplification in the capital city of Guerrero will be in the range from 2.0 to 3.0 s. There is evidence of complex site effects in 2D geological configuration.

Keywords: H/V method, microtremors, site effects, SPAC, transfer functions.

INTRODUCCIÓN

La estructura del subsuelo del valle de Chilpancingo ha sido motivo de gran interés debido a que se han observado amplificaciones muy elevadas del movimiento del suelo durante temblores. Así, como consecuencia del severo daño que sufrieran la mayoría de las edificaciones durante el sismo del 28 de julio de 1957, Duke y Leeds (1959) observaron que las características de la estructura estratigráfica del valle de Chilpancingo, conformada por depósitos profundos con sedimentos de mediana rigidez, fue la responsable del daño sufrido. Al analizar los registros acelerográficos de sismos intensos registrados a partir de 1981, Gómez Bernal et al. (1999; 2007), identificaron amplificaciones muy altas en una

¹ Artículo recibido el 9 de febrero de 2010 y aceptado el 11 de noviembre de 2010.

² Estudiante del Doctorado en Ingeniería Estructural, Universidad Autónoma Metropolitana, Av. San Pablo 180, Azcapotzalco, 02200 México, Distrito Federal. E-mail: al206381854@alumnos.azc.uam.mx

³ Profesor del Departamento de Materiales, Universidad Autónoma Metropolitana, Av. San Pablo 180, Azcapotzalco, 02200, México, Distrito Federal, Tel-fax: (55)53189085, E-mail: agb@correo.azc.uam.mx

⁴ Coordinador de Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Torre de Ingeniería, 2° Nivel, Ala Sur, Cubículo 10; Tel. (5255) 56233500 Ext. 1262. E-mail: joagg@pumas.ii.unam.mx

banda de periodos largos, entre 1 y 3s, además del intervalo de periodos entre 0.5 y 1s. Actualmente no se cuenta con un modelo del subsuelo geológico-sísmico confiable a profundidades tales que pueda definir adecuadamente los efectos de sitio observados en el valle, dada la alta actividad sísmica de la región y la cercanía de la ciudad con la Costa de Guerrero.

Para realizar una estimación precisa de los efectos del suelo, se requiere determinar la estructura estratigráfica del subsuelo, es decir la variación de la velocidad de las ondas de cortante con la profundidad. En los valles donde los espesores de sedimentos se extienden a grandes profundidades, como es el caso de la ciudad de Chilpancingo, resulta necesario conocer con más detalle las características de los depósitos profundos, debido a la amplificación de las ondas sísmicas de periodo largo (entre 1 y 3s). Existen varias técnicas para lograr este objetivo. En general, al utilizar cualquiera de ellas, es posible realizar la inversión de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh y así obtener el perfil de velocidades de ondas de cortante. Una técnica que se puede aplicar con mucha rapidez y facilidad es la que utiliza las componentes verticales de los microtemores registrados de manera simultánea por un arreglo de sismógrafos.

Los métodos de exploración sísmica convencionales de reflexión y de refracción son complicados de aplicar en áreas urbanizadas por la limitación de usar una fuente artificial, por lo que cada vez toman más importancia las técnicas basadas en microtemores. Son varios los métodos que utilizan como base las observaciones simultáneas de microtemores; por ejemplo, Nakamura (1989) utilizó la relación espectral Horizontal-Vertical (HVSr) para determinar los periodos dominantes; otros investigadores (Arai y Tokimatsu, 2004) han aplicado una técnica basada en la inversión de la relación H/V con la que es posible estimar la variación de la velocidad de las ondas de cortante. Aunque este procedimiento ha sido cuestionado por su falta de fundamento teórico (Horike et al., 2001), en la actualidad su aplicación se ha extendido, y se utiliza como una herramienta muy versátil para estimar las características del sitio donde se localiza la estación sismográfica o acelerográfica (Lozano et al., 2009).

A partir de los primeros trabajos de Aki (1957), se ha demostrado la confiabilidad de las técnicas basadas en mediciones de arreglos de microtemores, para conocer los perfiles del subsuelo. Recientemente se están empleando cada vez más estas técnicas que utilizan arreglos de microtemores, como el método convencional de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés), que requiere al menos de cuatro estaciones. Este método se basa en la teoría de funciones aleatorias estacionarias, de tal manera que los microtemores se consideran como un proceso estacionario en el tiempo y en el espacio. Aki (1957; 1965) estableció las bases teóricas para estimar las velocidades de fase a partir del método SPAC. Aki demostró teóricamente que una función de autocorrelación espacial entre dos estaciones será una función Bessel de primer tipo y orden cero con el argumento de número de onda bajo la suposición de distribución aleatoria de la dirección de propagación con una velocidad fija. Usando estas relaciones, el autor obtuvo curvas de

En la actualidad se tiene cierto conocimiento de las características del subsuelo de Chilpancingo gracias a algunas secciones geológicas del valle definidas por estudios geológicos realizados en décadas pasadas. Existen también datos obtenidos de algunos sondeos muy superficiales, donde el más profundo sólo ha llegado hasta 52 m de profundidad. Con el objetivo de contar con información adicional y poder construir un modelo estratigráfico detallado, en este trabajo se realizaron mediciones de campo de ruido ambiental. Los datos registrados en arreglos triangulares en dos sitios fueron analizados con el método de Coeficientes de Autocorrelación Espacial (SPAC), con la finalidad de explorar la velocidad de las ondas de cortante, Vs, con la profundidad. Además, se estimaron los efectos de sitio en Chilpancingo a partir del modelo estratigráfico definido y de los acelerogramas registrados de sismos intensos.

GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL DE CHILPANCINGO

Desde el punto de vista fisiográfico, y de acuerdo a INEGI (2005), el área de estudio se encuentra ubicada dentro de la Provincia de la Sierra Madre del Sur. Las grandes elevaciones del terreno se encuentran comúnmente formadas o coronadas en su totalidad por rocas duras (calizas, cuerpos ígneos o rocas metamórficas) de las formaciones Morelos, Alquitrán, Agua de Obispo y Xolapa, algunas de estas sierras con elevaciones mayores de 2000 m sobre el nivel del mar (msnm) (De Cserna, 1965). Las sierras bajas y lomeríos se encuentran constituidos por rocas suaves (depósitos del Terciario) fácilmente degradables que producen formas suaves y redondeadas con alturas no mayores de 1500 msnm (formaciones Balsas y Mezcala). Los valles se encuentran constituidos por depósitos cuaternarios producto de la erosión de las rocas más antiguas localizadas en las partes altas.

En la Figura 1 se muestra el mapa geológico del valle (Geoservicios, 1988), el cual incluye las secciones A-A' y B-B' determinadas a partir de sondeos eléctricos verticales. Se aprecia la conformación de las diferentes formaciones geológicas y sus espesores aproximados (De Cserna, 1965). Así, la formación Morelos (Kim) está conformada por

calizas “wackestone” del cretácico medio; la formación Balsas (Teob), tiene conglomerados cementados del cenozoico inferior; la formación Agua de Obispo (Tmao) del Terciario (Oligoceno) consiste de rocas volcánicas como tobas, cuarcita y andesita. Mientras que la formación Chilpancingo (Tpc) está constituida por depósitos clásticos continentales del Terciario-Plioceno, con un espesor aproximado de 200 m. Finalmente, los Depósitos Aluviales Antiguos y Recientes (Qc) del cuaternario están constituidos por arcillas negras de espesores variables que pueden alcanzar un espesor de 70 m. Las formaciones Balsas, Chilpancingo y los Depósitos Aluviales Antiguos y Recientes, con un espesor aproximado entre 300 y 400 m, constituyen el principal paquete de suelos sedimentarios semirrígidos que influyen principalmente en la respuesta dinámica local del valle de Chilpancingo. Estos depósitos de suelos descansan en las rocas calizas de la formación Morelos.

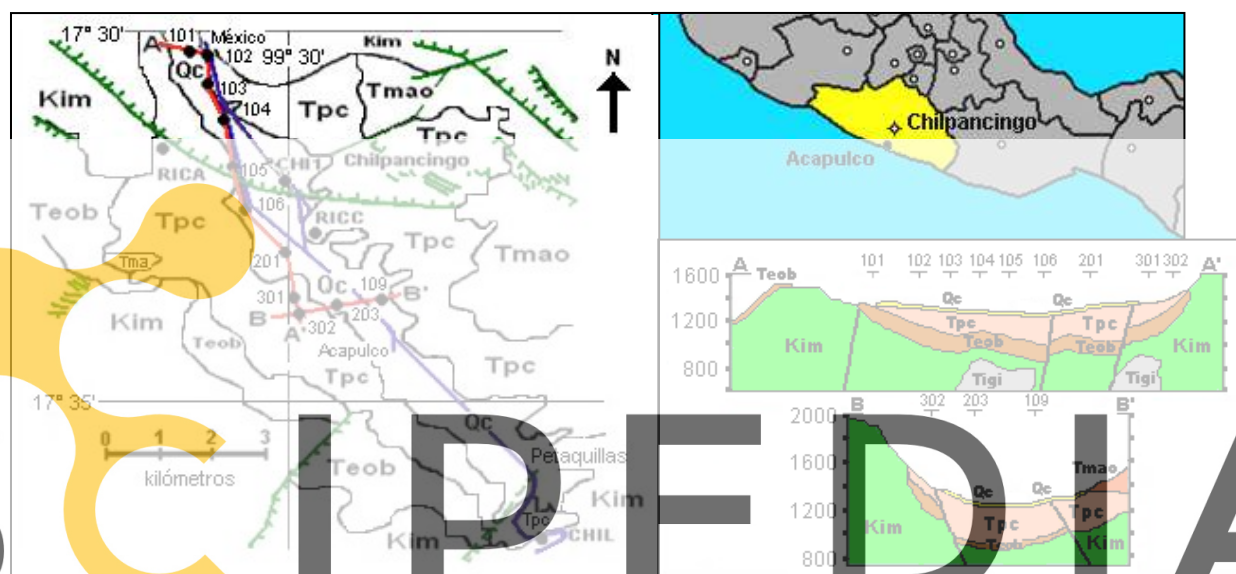


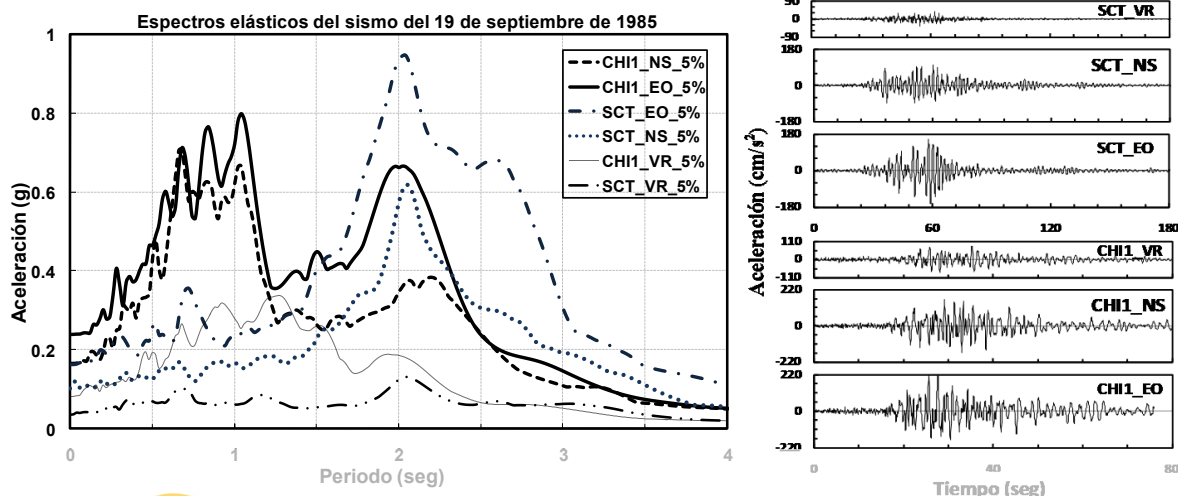
Figura 1: Mapa geológico (Geoservicios, 1988) y secciones geológicas del subsuelo del valle de Chilpancingo.

Register for free at <https://www.scipedia.com> to download the version without the watermark

EVALUACIÓN EMPÍRICA DE LOS EFECTOS DE SITIO EN CHILPANCINGO

El acelerograma captado durante el 19 de septiembre de 1985 por la estación CHI1 es actualmente el registro más significativo de Chilpancingo. El aparato que lo registró se ubicaba en el centro de la ciudad, donde el subsuelo incluye depósitos superficiales de arcilla de más de 70 m de espesor. El terremoto corresponde a un evento de magnitud muy alta ($M_s = 8.1$); a pesar de la lejanía del epicentro (más de 300 km) se registraron aceleraciones muy elevadas, de más de 200 cm/s^2 ($0.2g$) en la componente horizontal y más de 80 cm/s^2 en la vertical, mayores que las registradas en la Ciudad de México. También son significativas las ordenadas espectrales que muestran varios máximos, entre 0.5 y 1.0s, incluyendo uno muy marcado en 2s de periodo (Figura 2), donde además, como referencia, se comparan con los respectivos espectros del acelerograma de la estación instalada en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT), ubicada en la parte central de la Ciudad de México. Es muy importante el nivel de aceleraciones que se midió para este evento tan lejano, ya que no se conocía cuál podría ser la magnitud de la amplificación del movimiento del suelo en esta ciudad, a pesar de que existía evidencia de daños severos causados por otros terremotos, como el del año de 1957.

Después del sismo de 1985 dejó de funcionar la estación CHI1, pero se instalaron y han estado en operación tres aparatos en todo el valle de Chilpancingo: éstas son CHIL, una estación en suelo firme; y las estaciones RICC y RICA, correspondientes a perfiles de suelos compresibles. Actualmente se cuenta con bastante información acelerográfica, aunque sin embargo existen pocos movimientos moderados que han generado aceleraciones significativas. Algunos de estos registros se indican en la Tabla 1 con sus características más significativas. Lo importante de estos acelerogramas es que corresponden a movimientos registrados de manera simultánea en terreno firme (CHIL) y en suelo sedimentario (RICC), aunque la estación RICA ha registrado con menos frecuencia.



Los espectros de Fourier de las componentes verticales y horizontales de los acelerogramas en CHIL y RICC de los nueve eventos se usaron para obtener las relaciones espectrales entre estos dos sitios. En la Figura 3 se muestran los cocientes de los espectros de Fourier entre los dos sitios (funciones de transferencia empíricas, FTE). Estas gráficas muestran que en general existe cierta coincidencia en las formas de las curvas y en el nivel de magnitud de sus amplitudes entre este grupo de nueve sismos de magnitud intermedia y las observadas en el terremoto de 1985. En esta figura se muestra también el promedio aritmético de las FTE de los nueve eventos, donde se observan tres máximos importantes bien definidos en las componentes horizontales: el primero entre 0.35 y 0.45s, el segundo entre 0.7 y 1.3s y el tercero entre 1.9 y 2.5s. Sin embargo, al analizar cada componente horizontal se observa que en la dirección Norte-Sur la amplificación del tercer máximo, del orden de 20, está alrededor del periodo de 2s, mientras que en la componente Este-Oeste, es del orden de 30 y se detecta en el periodo de 2.0s. En cuanto a la componente vertical existen máximos importantes concentrados entre 0.7 y 1.3s, pero no se detectan picos muy importantes entre 1.9 y 2.5s

Tabla 1: Características de los sismos y de los acelerogramas utilizados en este estudio.

Fecha d/m/a	Mag. (M_w)	D. E. (km)	Prof. (km)	Mec. Focal	AH _M (g)	AV _M (g)	VH _M (cm/s)	VV _M (cm/s)	AH _M (g)	AV _M (g)	VH _M (cm/s)	VV _M (cm/s)
					RICC				CHIL			
12/10/94	5.1	77	49	IAP	0.0132	0.0108	0.76	0.41	0.0045	0.0040	0.24	0.12
10/12/94	6.4	233	54	IAP	0.0350	0.0150	4.89	2.20	0.0046	0.0033	0.40	0.33
14/09/95	7.3	138	22	IEP	0.0880	0.0570	11.55	8.01	0.0263	0.0186	2.65	1.54
15/07/96	6.8	162	22	IEP	0.0259	0.0173	3.28	2.08	0.0048	0.0033	0.44	0.42
11/01/97	7.2	367	40	IAP	0.0305	0.0129	4.31	2.30	0.0037	0.0034	0.97	0.37
15/06/99	7.0	234	69	IAP	0.1017	0.0607	7.83	4.68	0.0232	0.0185	1.41	1.22
21/07/00	5.9	115	80	IAP	0.1267	0.0526	5.53	2.2	0.0236	0.0209	0.81	0.88
08/10/01	5.9	95	15	S	0.0678	0.0615	4.04	2.63	0.0147	0.0172	0.65	0.59
21/01/03	7.5	524	23	IEP	0.0275	0.0230	7.05	2.88	0.0035	0.0027	1.29	0.74

D. E.- Distancia Epicentral, IAP- intra-placa, IEP- inter-placa, S- superficial, AH_M- Aceleración Horizontal Máxima, AV_M- Aceleración Vertical Máxima, VH_M- Velocidad Horizontal Máxima y VV_M- Velocidad Vertical Máxima.

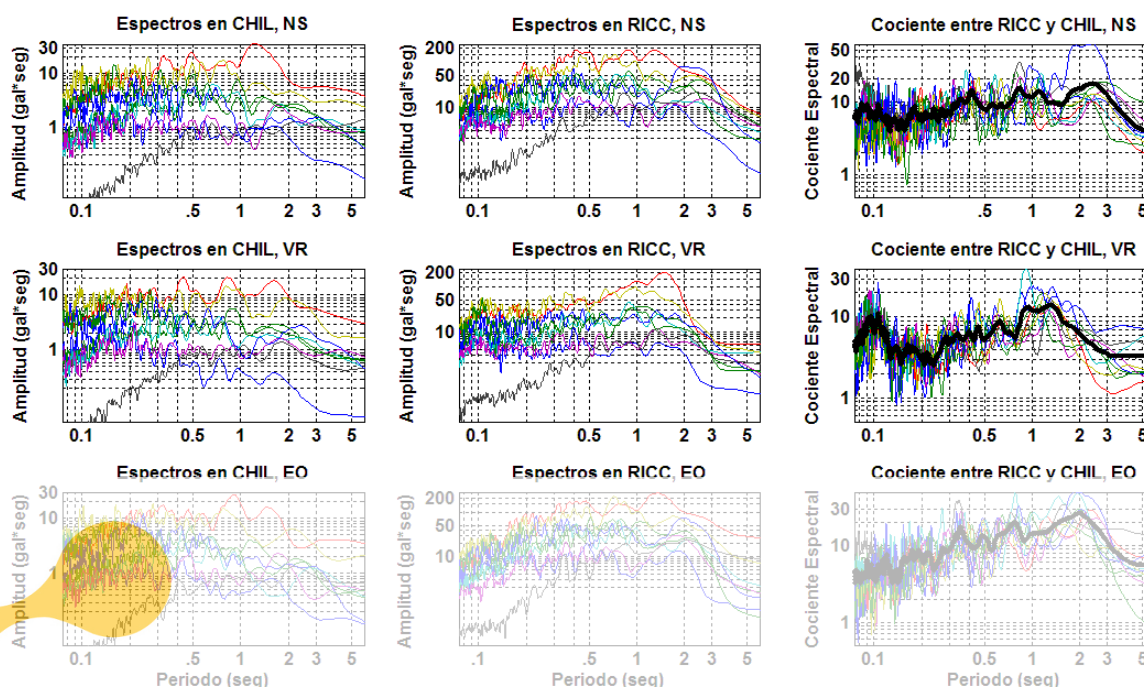


Figura 3: Espectros de Fourier en la estación CHIL localizada en suelo firme (izquierda), y en RICC localizada en suelo sedimentario (centro), y cocientes espectrales, o FTE, entre RICC y CHIL (derecha).

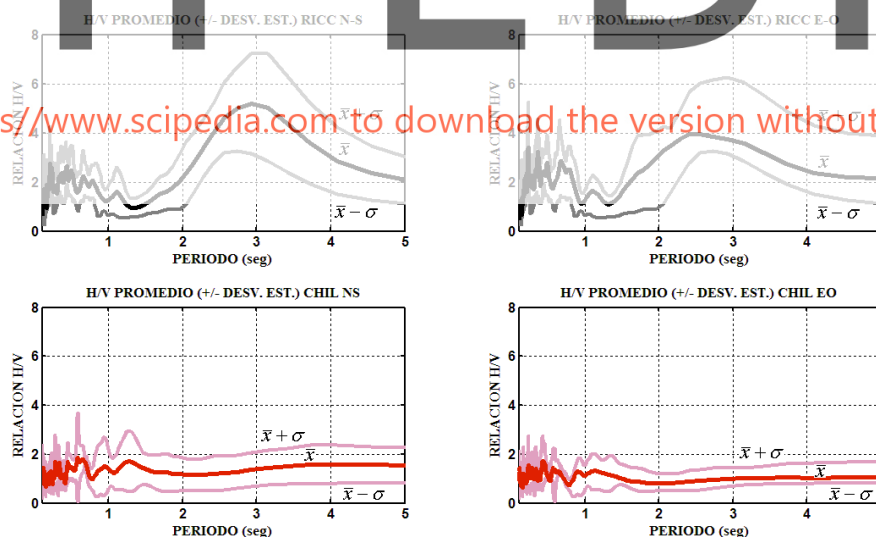


Figura 4: Promedios de los cocientes espectrales + la desviación estándar, de los nueve sismos más intensos registrados en Chilpancingo en los últimos 15 años en RICC y CHIL.

Cocientes espectrales H/V

Se usaron los registros de los sismos más intensos registrados en los últimos 15 años en la estación RICC y CHIL (Tabla 1). Los resultados de calcular los cocientes espectrales H/V en RICC, la estación en suelo sedimentario, y en CHIL, la estación sobre suelo firme, se muestran en la Figura 4. En cada caso se presentan las gráficas promedio de los nueve sismos más la desviación estándar, para las componentes Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EO). Al analizar los resultados se observa que en el caso de suelo sedimentario (RICC) el pico más importante en NS se presenta

aproximadamente en el periodo de 2.7s, con un cociente de 5, mientras que en la dirección EO el máximo es de 4 y se concentra en el periodo de 2.5s. En el caso de la estación sobre roca (CHIL), se observa un comportamiento típico de un suelo firme, es decir una curva muy horizontal (excepto entre 0 y 0.7s); como en el caso de RICC, la componente NS es un poco mayor que la EO, y tienden a ser similares y cercanas a la unidad.

Funciones de transferencia únicas

Debido a la gran diferencia en amplitud y forma entre las componentes NS y EO (Figura 3), es posible definir una FTE observada independiente de la dirección, es decir, se puede usar solo una resultante de los espectros de Fourier de las componentes horizontales. Esta relación única se puede establecer de acuerdo a Huang (1983) como:

$$|F_x(f)|^2 + |F_y(f)|^2 = cte(f) \quad (1)$$

donde $|F_x(f)|$ y $|F_y(f)|$, son los espectros de amplitud de Fourier de los ejes perpendiculares “x” y “y”. La ecuación (1) indica que la potencia total es una cantidad invariante de la orientación de los ejes de registro. Para representar el espectro de amplitud de Fourier en todas las direcciones horizontales se puede definir una amplitud de Fourier promedio como:

$$|F(f)| = \sqrt{(|F_x(f)|^2 + |F_y(f)|^2) / 2} \quad (2)$$

Desde luego que este promedio no es el promedio aritmético de $|F_x(f)|$ y $|F_y(f)|$. Los cocientes espectrales se pueden definir como:

$$FTE_{RU} = \frac{|F(f)|_{RICC}}{|F(f)|_{CHIL}} \quad (3)$$

Register for free at <https://www.scipedia.com> to download the version without the watermark

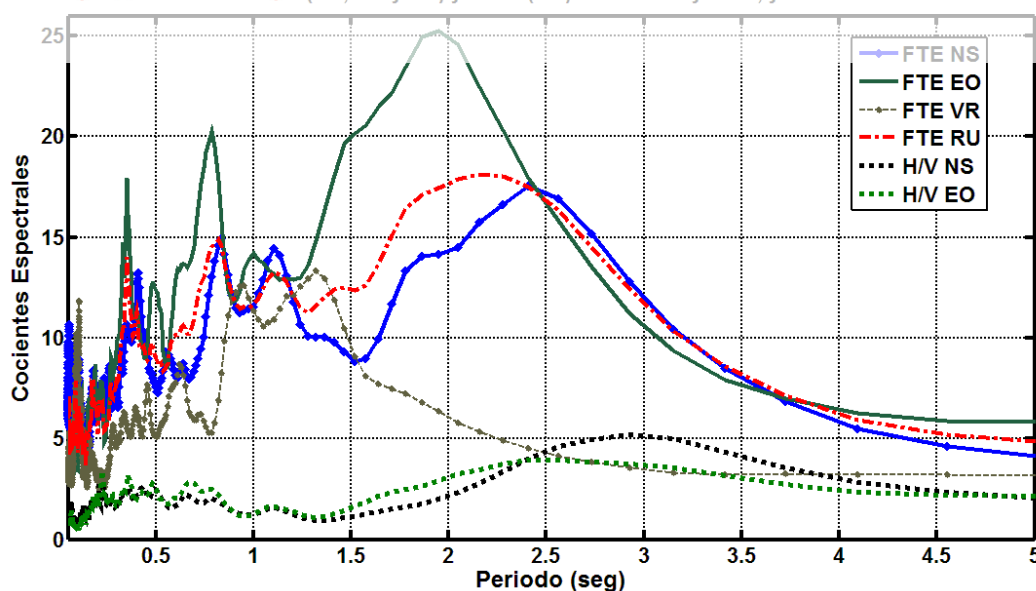


Figura 5: Funciones de transferencia empíricas (FTE) promedio observadas para los nueve sismos estudiados. Se comparan con la FTE de relación única (FTE RU) y con los cocientes H/V.

El cociente espectral, FTE_RU, se puede interpretar como la raíz cuadrada de la relación del espectro de potencia total de RICC dividido por el espectro de potencia total en CHIL, es decir, representa la suma vectorial o resultante única de los espectros de amplitud. Esta relación de amplitud observada promedio se calculó para los acelerogramas de los nueve sismos estudiados y en la Figura 5 se compara este promedio con los promedios de las componentes de las Figuras 3 y 4.

De las características de las funciones de transferencia observadas entre RICC y CHIL, mostradas en las Figuras 3 a la 5, se puede resumir lo siguiente:

- Es frecuente que los periodos donde ocurren los picos dominantes de los espectros de Fourier de sitios aluviales no necesariamente coincidan con los picos predominantes de las FTE observadas; esta situación puede deberse principalmente a que el movimiento en ambos sitios (el estrato de suelo y el sitio de referencia) no es ocasionado solo por ondas propagándose verticalmente. En el caso de este estudio, existe bastante cercanía en los periodos en la localización de los máximos de los espectros de Fourier y los máximos de la FTE, aunque no mantienen la misma proporción en su amplitud (Figura 3). También se observa que las amplificaciones mayores en los nueve eventos se presentan en los mismos intervalos de periodo que los observados durante el temblor del 19 de septiembre de 1985, aunque sensiblemente menores, del orden de la mitad.
- Las FTE observadas son diferentes para las dos direcciones horizontales (NS y EO) tanto en amplitud como en periodo; aunque las características del origen del sismo y del trayecto tienen influencia en la forma, los periodos en cada dirección donde se presentan las amplificaciones más altas están bien definidos, como se puede ver en las Figuras 3 a 5. Esta situación indica una fuerte polarización del movimiento del suelo, que es independiente de las características del temblor y que es causada por la fuerte irregularidad de la geología local tridimensional; esto es bastante notorio sobre todo en periodos mayores a 1s. Por lo tanto, los modelos 1D de propagación vertical de ondas de cortante no pueden predecir con precisión en este sitio la diferencia entre las funciones de transferencia de componentes individuales, como se puede deducir de la Figura 5.
- Por otra parte, cuando se comparan los cocientes FTE y los cocientes H/V en RICC en la Figura 5, se concluye que, en cuanto a amplificaciones, los cocientes H/V alcanzan valores relativamente muy bajos, de no más de 5, esto representa entre 3 y 5 veces menos que las funciones de transferencia FTE entre RICC Y CHIL. Pero al comparar los valores de los periodos donde se concentran los máximos, éstos se presentan en intervalos muy cercanos con las dos técnicas, sobre todo en la componente NS, donde los valores están entre 2.7 y 2.8s. Esto muestra que la técnica H/V nos puede indicar con cierta precisión el periodo de los estratos del subsuelo, pero no tiene la capacidad de discriminar entre las amplificaciones en respecto a diferentes direcciones y Chávez Vázquez (1996) introdujeron el uso de la técnica de los cocientes espectrales H/V para la estimación de los efectos de sitio usando acelerogramas de manera similar a trabajar con ruido ambiental, procedimiento que ha sido motivo de debate. Al usar ambas técnicas algunos estudios han señalado que existen significativas diferencias sobre todo cuando se compara el nivel de amplificaciones (Moya et al., 2000; Apostolidis et al., 2006). Cuando se encuentra mucha disparidad puede deberse a que la componente vertical es amplificada del mismo orden, o incluso más que las horizontales.

OBSERVACIONES DERIVADAS DE MICROTREMORES

Aki (1957) estableció las bases teóricas del coeficiente de autocorrelación espacial, SPAC, definido para microtremores y desarrolló un método para estimar la dispersión de la velocidad de fase de ondas superficiales contenidas en los microtremores usando un arreglo circular especial. Este método se utilizó en el presente estudio para establecer el modelo estratigráfico en el valle de Chilpancingo con arreglos individuales de estaciones dispuestas de manera triangular. El diagrama de flujo de las observaciones y de los análisis del método se muestra en la Figura 6. En el método SPAC es posible obtener resultados al solucionar el problema de manera directa, o mediante el proceso de ensayo y error (problema inverso), que consiste en encontrar el modelo estratigráfico que se ajuste a la curva de dispersión obtenida. El segundo criterio fue el que se utilizó en este trabajo.

Registros de ondas superficiales

Se llevaron a cabo las mediciones de los microtremores en dos sitios que representan las condiciones geológicas y geotécnicas típicas del valle, donde se estima que los espesores de los depósitos de suelos sedimentarios no consolidados son los más grandes. Se buscó que estas áreas tuvieran pendientes más o menos suaves, condición para aplicar con mejor éxito el método SPAC. El primer arreglo se ubicó en el Instituto de la Juventud, y el segundo en la Unidad Deportiva de la Universidad Autónoma de Guerrero; la ubicación y disposición de las estaciones se muestra en

la Figura 7. En ambos arreglos las estaciones se instalaron de tal manera que una quedara fija en uno de los vértices, y las dos restantes se movían a fin de cubrir cada uno de los vértices de los triángulos equiláteros (de 10, 20, 40, 60 y 75m en el arreglo 1, y de 5, 10, 20, 40, 60, 80 y 95m en el arreglo 2), mientras que para los triángulos equiláteros de 500 y 1000m se usaron tres estaciones fijas.

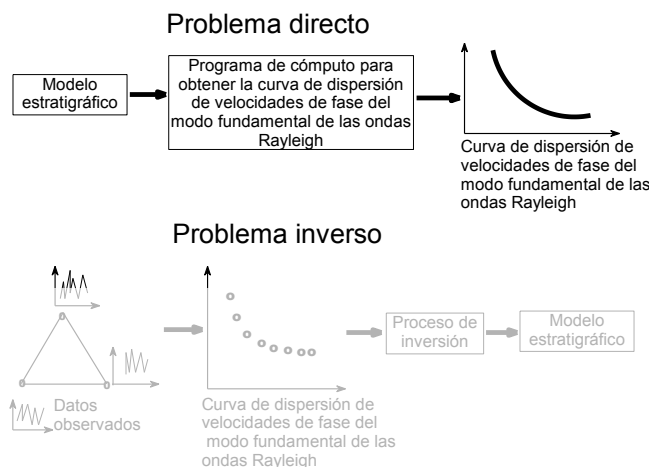


Figura 6: Diagrama de flujo del método SPAC usado en este estudio para estimar la estructura del subsuelo.

Se realizaron grabaciones de 30 minutos en las estaciones con triángulos de lado menor o igual a 500m, y para los triángulos de 1000m se grabaron 10 horas, todas las mediciones a 100 muestras por segundo en ambos arreglos. En las estaciones con triángulos de lado menor o igual a 75m en el arreglo 1, y a 95m en el arreglo 2, se utilizaron sensores verticales de velocidad de 5s de periodo; y como registrador se colocó al centro un acelerómetro triaxial K2 “Kinometrics”. En los dos arreglos, en los triángulos de 500 y 1000m, se usaron sensores de velocidad Guralp de banda ancha de 30s de periodo, conectados a un sistema de adquisición de datos K2 “Kinometrics” (acelerómetro triaxial). Cabe resaltar que no se usaron registros de aceleración para el análisis; los que se utilizaron fueron los registros de velocidad de los sensores de 5s y Guralp (banda ancha). Se pueden encontrar mayores detalles sobre el método SPAC, en el trabajo de Flores y Aguirre (2003).

Velocidades de fase y curvas de dispersión

Se usaron solo las componentes verticales del movimiento de los microtemores para extraer las ondas Rayleigh. En cada triángulo equilátero se obtuvieron tres registros que se midieron simultáneamente en las estaciones ubicadas en los vértices. Para un tiempo de grabación de 30 minutos se tomaron 21 ventanas de 81.92s, por lo tanto se cuenta con 21 espectros de potencia en cada vértice del triángulo equilátero. La primera parte del análisis consistió en obtener las correlaciones entre las tres estaciones de cada triángulo equilátero, donde se verificó que la forma de las funciones de correlación observadas se asemejara a las funciones Bessel de primera especie y orden cero, condición que debe cumplirse puesto que esto es lo que predice la teoría para obtener resultados confiables (Campillo, 2006), como se puede observar en la Figura 8.

El promedio de las correlaciones de las 21 ventanas de cada triángulo conduce al coeficiente de autocorrelación, y el primer cruce por cero de esta función es la frecuencia de interés en cada triángulo. De acuerdo al método propuesto por Aki (1957), se relacionó el coeficiente de autocorrelación con la función Bessel de primera especie y orden cero, en cuyo argumento aparece la dependencia de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh con la frecuencia. Entonces, a partir de los coeficientes de autocorrelación se obtiene la variación de la velocidad de fase en función de la frecuencia de las estaciones de cada triángulo. Se calcularon tres curvas de velocidad de fase para cada triángulo, las cuales representan el promedio y su correspondiente desviación estándar (superior e inferior). Con las velocidades de fase definidas para cada triángulo individual se construye la curva de dispersión correspondiente de cada arreglo, con las que es posible obtener la ley de velocidades en el sitio estudiado.

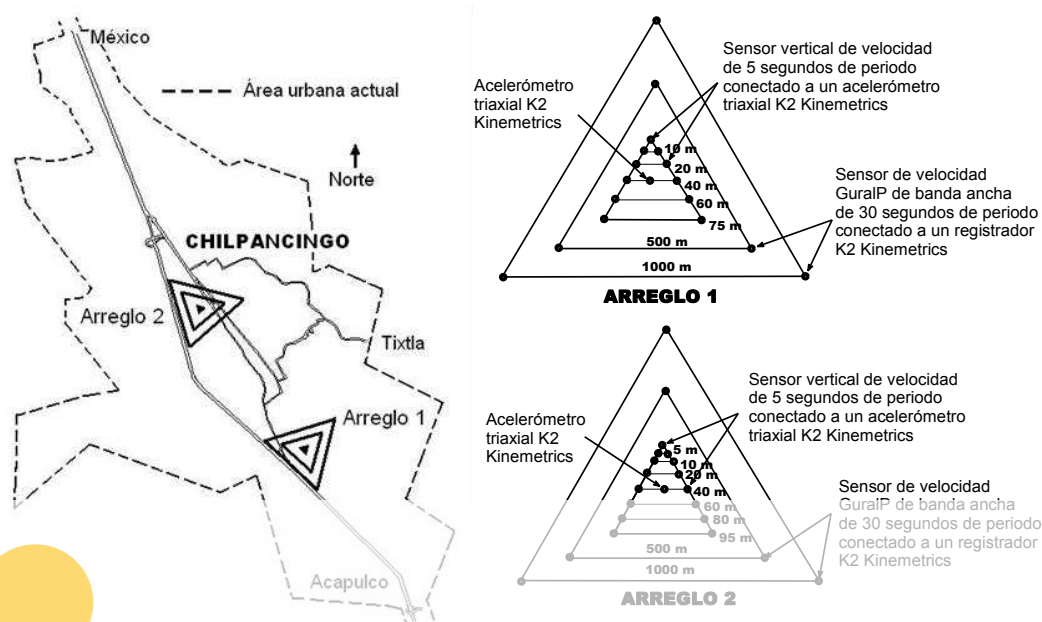


Figura 7: Ubicación de los arreglos 1 y 2 en Chilpancingo y disposición de las estaciones en cada arreglo.



Figura 8: Correlaciones calculadas para 21 ventanas de 81.92s de los triángulos de 75m del arreglo 1, y de 95m del arreglo 2.

Posteriormente, se propone un modelo estratigráfico del cual se obtiene una curva de dispersión teórica, la cual se compara con la observada, y en caso de no coincidir, se propone otro modelo hasta lograr que ambas curvas se aproximen. Inicialmente consideramos un estrato sobre un semi-espacio. El estrato corresponde a un “estrato equivalente” a todos los estratos de suelo sedimentario. Este modelo produce curvas de dispersión de formas muy regulares y suaves. Para ajustar los datos se va incrementando poco a poco el número de estratos a fin de generar la curva lo suficientemente adecuada a los datos observados. En la Figura 9 se presentan las curvas de dispersión para los arreglos 1 y 2. Se observa la tendencia típica de las curvas de velocidad de ondas Rayleigh: decrecen cuando la frecuencia crece.

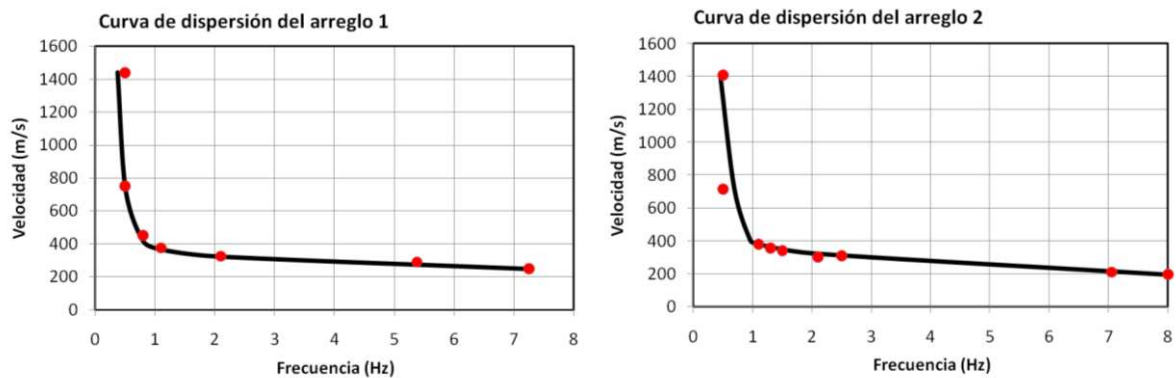


Figura 9: Curva de dispersión de velocidades de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh de los arreglos 1 y 2.

Análisis e interpretación de los resultados

En la Tabla 2 se presentan los modelos estratigráficos y en la Figura 10 los respectivos perfiles de la velocidad de ondas de cortante obtenidos para ambos arreglos estudiados. En el arreglo 1 se pudo definir información del subsuelo hasta una profundidad de 385m, donde se observa una variación suave de las velocidades de onda de cortante hasta el cuarto estrato, pero en los dos substratos más profundos el contraste es más fuerte (Tabla 2). En el arreglo 2 se pudo definir un modelo estratigráfico hasta una profundidad de 334m, presentando una tendencia similar al arreglo 1 en cuanto a la estructura de velocidades de onda de cortante. Cabe mencionar que el rango de la longitud de onda del modo fundamental de las ondas Rayleigh en el arreglo 1 osciló entre 30 y 4800m, mientras que en el arreglo 2 la longitud de onda estuvo entre 25m y 4000m.

Tabla 2. Modelos estratigráficos calculados con SPAC para los arreglos 1 y 2

Modelo estratigráfico del arreglo 1				Modelo estratigráfico del arreglo 2			
Espe- sor del estrato h (m)	ρ (t/m ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Espe- sor del estrato h (m)	ρ (t/m ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)
10.0	1.20	248.0	427.0	11.0	1.20	195.0	330.0
65.0	1.40	325.0	560.0	35.0	1.40	325.0	500.0
70.0	1.60	375.0	645.0	53.0	1.60	385.0	600.0
110.0	1.80	450.0	774.0	90.0	1.80	410.0	700.0
100.0	1.90	750.0	1100.0	125.0	1.90	715.0	1200.0
30.0	2.10	1440.0	2400.0	20.0	2.10	1410.0	2200.0
∞	2.30	2000.0	3400.0	∞	2.30	2200.0	3400.0

El modelo estratigráfico del arreglo 1 indica que los materiales aluviales alcanzan una profundidad de 75m con una velocidad promedio de 325 m/s; la formación Chilpancingo llega a una profundidad de 255m con una velocidad promedio de 450 m/s, mientras que la formación Balsas alcanza 355m de profundidad. Aparentemente, a partir de los 355m de profundidad, comienza la formación Morelos que contiene roca caliza. La conformación del modelo estratigráfico del arreglo 2 es muy similar, pero el espesor de suelo sedimentario es un poco menor, aproximadamente 314m. Estos resultados concuerdan en gran medida con el perfil estratigráfico mostrado en la Figura 1.

Una observación interesante es que al aplicar el método SPAC, los parámetros dinámicos obtenidos corresponden al promedio del volumen de suelo encerrado en cada triángulo equilátero, y que la estratigrafía obtenida es totalmente horizontal con fronteras laterales infinitas.

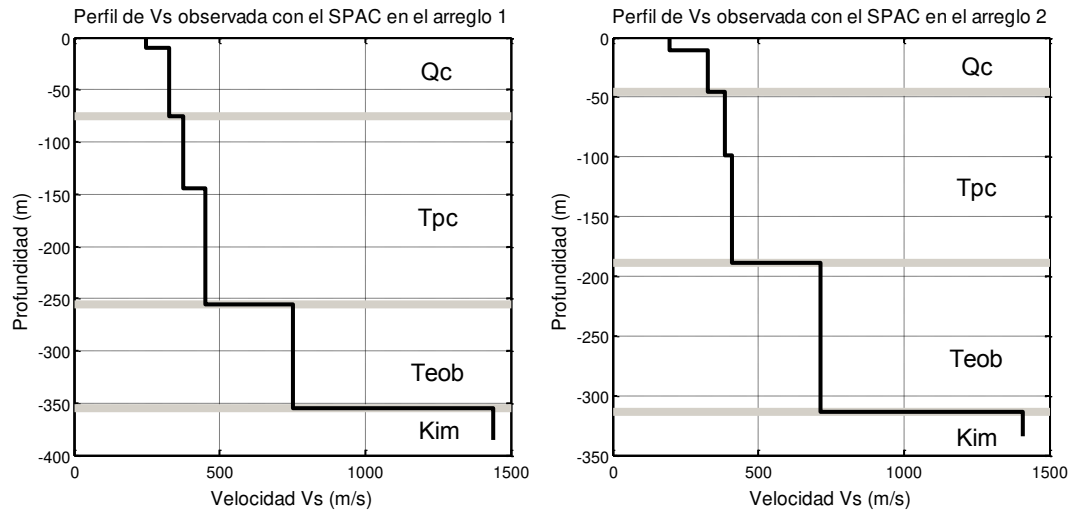


Figura 10: Perfil de ondas de cortante en el arreglo 1 (izquierda) y el perfil de ondas de cortante en el arreglo 2, estimados con el método SPAC (derecha).

FUNCIONES DE TRANSFERENCIA Y ESPECTROS DE RESPUESTA CALCULADOS AL SUPONER INCIDENCIA VERTICAL DE ONDAS DE CORTANTE

Con la finalidad de investigar la respuesta debida a la propagación vertical de ondas de cortante del modelo definido para cada uno de los arreglos, se utilizó el modelo unidimensional (1D) y el programa SHAKE-91 (Idriss y Sun, 1992), que se basa en la solución de la ecuación de onda. La respuesta se calculó al aplicar como movimiento de entrada en el afloramiento de roca el acelerograma CHIL componente NS del sismo del 14 de septiembre de 1995 ($M_w = 7.3$), que representa un movimiento que tiene una aceleración máxima absoluta horizontal de 0.026g, el cual corresponde al temblor más intenso registrado en el suelo firme del valle de Chilpancingo.

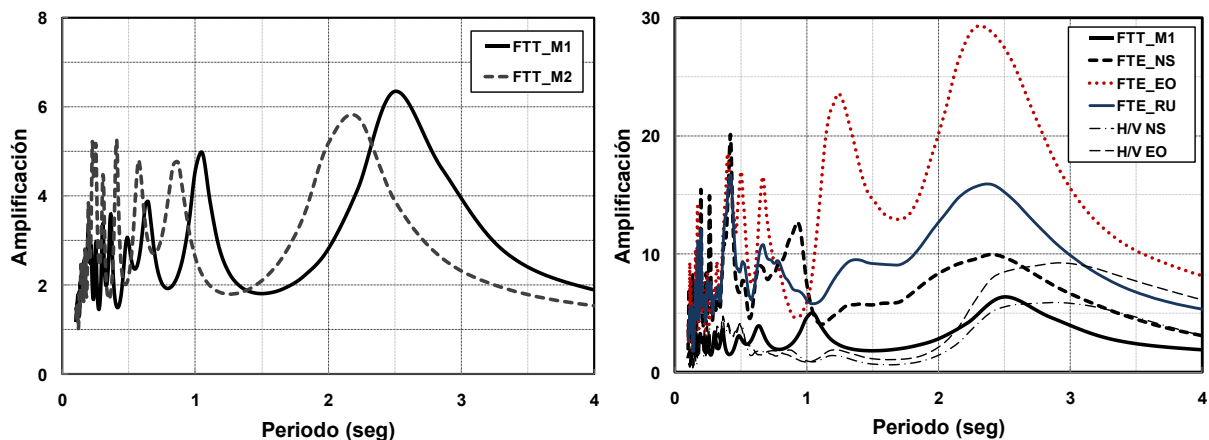


Figura 11: Funciones de transferencia teóricas, FTT, de los modelos M1 y M2 (izquierda) y comparación de las funciones de transferencia empíricas, FTE, con la teórica de M1, del sismo del 14/09/1995 (derecha).

En la Figura 11 (izquierda) se presentan las funciones de transferencia teóricas para los modelos M1 y M2 (FTT_M1 y FTT_M2) de la Tabla 2. En el primer caso (M1), el modo fundamental es de 2.5s y amplifica aproximadamente 6.3 veces, mientras que el segundo, tercer y cuarto modo son de 1.0, 0.65 y 0.5s con amplificaciones entre 2.5 y 4 veces. Por su parte, la función de transferencia teórica en el modelo M2 indica que el modo fundamental es de 2.28s y amplifica casi 6 veces, mientras que el segundo, tercer y cuarto modo son de 0.85, 0.58 y 0.4s con amplificaciones entre 3 y 4. En la Figura 11 (derecha) se compara la función de transferencia del modelo M1 con las funciones de transferencia empíricas observadas entre suelo sedimentario (RICC) y suelo firme (CHIL) durante el temblor del 14 de septiembre de 1995 (FTE_NS, FTE_EO, y FTE_RU). Es muy importante resaltar que existe gran coincidencia de los resultados entre la curva teórica y las observadas respecto al intervalo donde se define el periodo del primer modo, pues éste se presenta entre 2.3 y 2.5s. Sin embargo, existe una gran discrepancia en cuanto a las amplificaciones, porque

mientras la FTE_NS muestra valores de amplificación máxima de 1.5 veces la teórica, en la componente EO son de más de cuatro veces, y en la única FTE_RU es de 2.5 veces. En la misma figura también se muestran como referencia las relaciones H/V de la estación RICC.

Los espectros de respuesta de aceleraciones y de velocidades del 5% del amortiguamiento crítico del temblor del 14 de septiembre de 1995 se muestran en la Figura 12. Como puede notarse existe una amplificación importante en el intervalo de periodos de 1 a 1.5s. En general, las ordenadas del espectro calculado quedan muy por abajo del registrado, sobre todo entre 0.3 y 1s. La aceleración máxima del suelo de la simulación es 0.068g contra 0.089g del registrado, y la ordenada espectral máxima es del orden de la mitad. Hay algunos máximos del espectro registrado (entre los periodos $T = 0.7$ y $T = 0.9$ s) que no son reproducidos. Los máximos en 0.5s y en 1.1s en el espectro de la simulación son los más importantes, y están relacionados con el segundo y tercer modo de la función de transferencia del modelo M1. En la Figura 12 (derecha) se presentan también los espectros de respuesta de velocidad para el mismo amortiguamiento: aquí los valores de las ordenadas máximas son muy cercanos. Cuando se comparan las FTT con las FTE de los acelerogramas de la Figura 11 se observa que existe gran coincidencia en las frecuencias donde se presentan las amplificaciones más altas; sin embargo, no existe coincidencia en los valores de amplificación, pues los observados son bastante mayores, entre 2 y 4 veces. Esto sugiere que los perfiles estratigráficos estimados en este trabajo reproducen con bastante aproximación el periodo fundamental observado del estrato, a pesar del modelo usado.

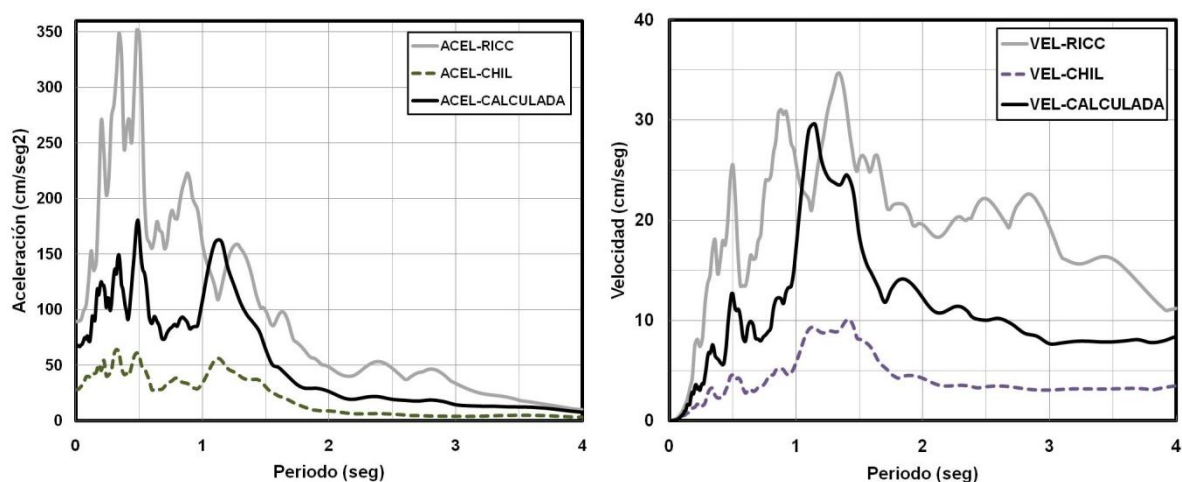


Figura 12: Espectros de respuesta de aceleración y velocidad (5 %) registrados componente NS (RICC y CHIL), y calculado (modelo M1), del sismo del 14/09/1995 ($M_w = 7.3$).

Las discrepancias detectadas entre observaciones y simulaciones, tanto de las funciones de transferencia como de los espectros de respuesta, demuestran que la amplificación del movimiento del suelo en el valle de Chilpancingo no se pueden reproducir en su totalidad usando el modelo 1D de ondas de cortante, es claro que existen otros factores importantes como el efecto tridimensional, o la fuerte incidencia de ondas superficiales puede jugar un papel importante en los efectos de amplificación sísmica del valle. Una situación similar con una gran discrepancia, y que no se puede atribuir al perfil del suelo, se detectó también para el sismo de septiembre de 1985 en la Ciudad de México. Kawase y Aki (1989) encuentran que, para algunas frecuencias, las amplitudes del cociente espectral observado son hasta 4 veces mayores que las calculadas usando un modelo 1D en los sitios SCT y CDAO. Faccioli et al. (2003) han mostrado que en estratos de suelo profundos con significativas y complejas interfaces sedimento/base rígida (es decir geometrías 2D o 3D), la amplificación sísmica es mucho mayor que la indicada por modelos 1D. Aunque se debe reconocer cierta incertidumbre como en todo experimento, otro hecho que refuerza los resultados de este trabajo es que las amplificaciones de las funciones de transferencia de ambas componentes son muy diferentes, mientras que un modelo simplificado de ondas propagándose verticalmente no predice diferencia entre las componentes horizontales.

CONCLUSIONES

Con el propósito de definir un modelo de la estratigrafía del subsuelo en la ciudad de Chilpancingo Guerrero, en este trabajo se realizó el análisis y la interpretación de los microtemblores registrados en esa ciudad. Se determinaron las curvas de dispersión de velocidades de fase de las ondas Rayleigh en dos arreglos de estaciones utilizando el método de autocorrelación espacial, SPAC. De acuerdo a los dos modelos estratigráficos estimados en este trabajo, los depósitos de suelo en Chilpancingo que influyen de manera significativa en la amplificación del movimiento del suelo tienen

espesores entre 314 y 355 metros según los perfiles de los modelos M1 y M2 respectivamente. Y las velocidades promedio en estos estratos van desde 195 m/s en los substratos más superficiales hasta 750 m/s en la interfase con la roca caliza de la formación Morelos. Los resultados detectan espesores de suelo sedimentarios mayores a 300m y coinciden en general con las secciones geológicas que se conocen de esta ciudad. Estos resultados contribuyen al conocimiento de la estructura estratigráfica de los depósitos profundos de suelo sedimentario del valle de Chilpancingo, y en un futuro permitirán realizar modelos más complejos y poder entender mejor el fenómeno de las amplificaciones sísmicas observadas.

Cuando al usar un modelo unidimensional de propagación de ondas se comparan las funciones de transferencia calculadas con los dos modelos definidos con el método SPAC con los observados de los nueve temblores más intensos que se han registrado de manera simultánea en suelo sedimentario (RICC) y en suelo firme (CHIL), se encontró bastante coincidencia en la forma de las curvas que definen los periodos de los primeros modos. Sin embargo, no es posible reproducir las altas amplificaciones observadas. Esto es debido a que el método 1D no tiene la capacidad de considerar la complejidad de la geología local profunda y de la topografía en los efectos de sitio en el valle de Chilpancingo. Si se pretenden estimar con mayor precisión los efectos de amplificación en esta ciudad, donde la geología local es compleja y por tanto los efectos de sitio también lo son porque tienden a ocurrir a gran profundidad del valle sedimentario, debe explorarse al menos un modelo 2D. Otro resultado interesante que apoya la conclusión de que el modelo 1D no es capaz de reproducir adecuadamente los efectos de amplificación, es la gran diferencia observada entre las funciones de transferencia de las direcciones NS y EO. Esta gran diferencia puede ser atribuida principalmente a la geología local, y sobre todo debido a los estratos profundos de suelo sedimentario.

Al calcular los cocientes H/V o HVSR, se observó que al usar esta metodología las curvas resultantes no pueden alcanzar los niveles de amplificación observados en las funciones de transferencia empíricas entre las estaciones de suelo sedimentario (RICC) y suelo firme (CHIL) porque con la técnica HVSR se obtienen valores de los cocientes entre 3 y 5 veces menos. Sin embargo, sí es una técnica que puede proporcionar información sobre el periodo de los estratos del subsuelo. Los resultados obtenidos en este trabajo contribuyen al entendimiento de la amplificación sísmica en la ciudad de Chilpancingo y pueden indicar el procedimiento a seguir en otros sitios con condiciones similares del subsuelo.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1957). "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors", *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Tokyo University, Japan, Vol. 35, pp. 415-456.
- Aki, K. (1965). "A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the Earth's crust", *Geophysics*, Vol. 30, pp. 665-666.
- Apostolidis, P. I., Raptakis, D. G., Pandi, K. K., Manakou, M. V. y Pitilakis, K. D. (2006). "Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigon city (Grece) using microtremor and earthquakes", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 26, pp. 922-940.
- Arai, H. y Tokimatsu, K. (2004). "S-Wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 1, pp. 53-63.
- Campillo, M. (2006). "Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the Green function", *Pageoph*, Vol. 163, pp. 475-501.
- De Cserna, Z. (1965). "Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero", Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México, Boletín 62, 76 pp.
- Duke, C. M. y Leeds, D. J. (1959). "Soil condition and damage in the México earthquake of July 28, 1957", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 49, No. 2, pp. 179-191.
- Faccioli, E., Vanini, M. y Frassiné, L. (2003). "Complex site effects in earthquake ground motion, including topography", *12th European Conference on Earthquake Engineering*, Paper Reference 844, Elsevier Science Ltd.
- Flores, E. H. y Aguirre G. J. (2003). "SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico city", *Geofísica Internacional*, Vol. 42, No. 2, pp. 227-236.
- Geoservicios, S.A. (1988). "Estudio geológico estructural y de prospección geohidrológica en la zona de Chilpancingo, Guerrero", Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, México, reporte de trabajo, 200 pp.
- Gómez, B. A., Juárez, G. H. y Corona, M. (1999). "Peligro sísmico en el valle de Chilpancingo", *XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Morelia Michoacán, México, pp. 100-109.

- Gómez, B. A., Juárez, G. H. y Gama, G. A. (2007). "Amplificación sísmica en Chilpancingo, Guerrero", Reporte de Investigación No. 456, Universidad Autónoma Metropolitana, México, 101 pp.
- Horiike, M., Zhao, B. y Kawase, H. (2001). "Comparison of site response characteristics inferred from microtremors and earthquake shear waves", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 91, No. 6, pp. 1526-1536.
- Huang, M. J. (1983). "Investigation of local geology effects on strong earthquake ground motions", Reporte de Caltech, EERL 83-03, Pasadena, California.
- Idriss, I. M. y Sun, I. (1992). *SHAKE-91, a Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soils Deposits*, Center for Geotechnical Modeling, University of California at Davis, Davis, California.
- Instituto Nacional de Estadísticas Geografía e Informática: INEGI (2005). "Cuaderno estadístico de Chilpancingo de los Bravo, Guerrero".
- Kawase, H. y Aki, K. (1989). "A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 5, pp. 1361-1382.
- Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993). "Site effect evaluation using spectral ratios with only one station", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 5, pp. 1574-1594.
- Lozano, L., Herraiz, M. y Singh, K. (2009). "Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: independence of seismic site effects on source characteristics", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 29, pp. 504-516.
- Moya, A., Schmidt, V., Segura, C., Boschini, I. y Atakan, K. (2000). "Empirical evaluation of site effects in the metropolitan area of San José, Costa Rica", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 20, pp. 177-185.
- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, Vol. 30, pp. 25-30.